



# Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região nordeste do Brasil

Carlos da Silva Vilar<sup>\*</sup>, Jorge Luis de Souza e Newton Pereira dos Santos, MCT - OBSERVATÓRIO NACIONAL  
Rio de Janeiro, Brasil.

Copyright 2003, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 8<sup>th</sup> International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 September 2003.

Contents of this paper was reviewed by The Technical Committee of The 8<sup>th</sup> International Congress of The Brazilian Geophysical Society and does not necessarily represents any position of the SBGF, its officers or members. Electronic reproduction, or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of The Brazilian Geophysical Society is prohibited.

## Abstract

A large data set of source-station Rayleigh wave dispersion curves was used to image the seismic energy transport throughout the northeastern Brazil. The tomographic maps detected the lateral variations of the earth's interior. The group velocity anomalies show a strong correlation with the superficial limits of the structural provinces in the area. The tomographic maps for periods smaller than 20.08 sec showed correlation with sedimentary layers throughout the region. The tomographic maps for the periods higher than 32.00 sec show a low group velocity anomaly in the Parnaíba basin (NE-SW direction) which seems to be correlated with a negative gravity anomaly of long wavelength found by Ussami et al. (1993).

## Introdução

Do ponto de vista regional, a região nordeste do Brasil tem sido muito pouco investigada através de métodos geofísicos. Estudos sobre a estrutura do interior da Terra na região têm sido baseados fundamentalmente em métodos gravimétricos (Sá et al., 1993; Ussami et al., 1993; Castro et al., 1998). Até o presente momento, dados sísmicos não foram usados em qualquer estudo sobre a estrutura e composição da litosfera do nordeste brasileiro. O objetivo do presente estudo é apresentar a primeira parte (resultados da inversão bidimensional) de um estudo detalhado sobre o comportamento tridimensional da velocidade da onda S no interior da litosfera do nordeste brasileiro a partir de dados de velocidade de grupo de ondas Rayleigh.

## Teoria e Método

Durante as últimas quatro décadas, a maioria dos estudos regionais na América do Sul, usando métodos sísmicos, têm sido através de estudos de dispersão de ondas sísmicas superficiais ao longo de grandes perfis, onde a velocidade do meio varia apenas em profundidade (Sherburne, 1975; Renbarger, 1984; Osagie, 1986; Hwang & Mitchell, 1987; Souza, 1991; Souza, 1995; Souza, 1996a; Souza, 1996b).

Considere  $m$  trajetórias de ondas sísmicas superficiais do tipo Rayleigh entre a fonte e o receptor. Dividindo a área de interesse do estudo em  $n$  células e considerando o tempo total de propagação de uma onda sísmica entre a fonte e o receptor como a soma dos tempos de propagação da onda em cada célula, então para um dado período ( $T$ ), a velocidade de grupo teórica total ( $\mathbf{V}_i(T)$ ,  $i =$

$1, 2, \dots, m$ ) pode ser calculada a partir das velocidades teóricas em cada célula ( $\mathbf{v}_j(T)$ ,  $j = 1, 2, \dots, n$ ). Assim, para a  $i$ -ésima trajetória tem-se (Feng & Teng, 1983)

$$\frac{1}{\mathbf{U}_i(T)} - \frac{1}{\mathbf{V}_i(T)} = \sum_{j=1}^n \frac{\mathbf{d}_{ij}}{\mathbf{D}_i} \left[ \frac{1}{\mathbf{u}_j(T)} - \frac{1}{\mathbf{v}_j(T)} \right] \quad (1)$$

onde  $\mathbf{U}_i(T)$  é a velocidade de grupo observada ao longo da  $i$ -ésima trajetória,  $\mathbf{u}_j(T)$  é a velocidade de grupo para a  $j$ -ésima célula,  $\mathbf{D}_i$  é o comprimento total da  $i$ -ésima trajetória e  $\mathbf{d}_{ij}$  é o comprimento da  $i$ -ésima trajetória na  $j$ -ésima célula.

A equação (1) pode ser reescrita na forma matricial da seguinte forma

$$\mathbf{y} = \mathbf{A} \mathbf{x} \quad (2)$$

Esta equação caracteriza a forma padrão de representação de um problema inverso em Geofísica, onde  $\mathbf{y}$  representa um vetor  $m \times 1$  contendo os resíduos,  $\mathbf{x}$  é um vetor  $n \times 1$  formado pelos parâmetros desconhecidos e  $\mathbf{A}$  é uma matriz  $m \times n$  que relaciona os parâmetros do modelo às observações. A solução da equação (2) em termos de mínimos quadrados amortecidos é dada pela expressão

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{y} \quad (3)$$

onde  $\theta^2$  é o parâmetro de Levenberg-Marquardt,  $\mathbf{A}^T$  é a matriz transposta de  $\mathbf{A}$  e  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade. Neste contexto, as expressões para as matrizes resolução ( $\mathbf{R}$ ) e covariância ( $\mathbf{C}$ ) são dadas por

$$\mathbf{R} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{A} \quad (4)$$

$$\mathbf{C} = \sigma^2 (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{A} (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \quad (5)$$

onde  $\sigma^2$  é a variância nas observações.

## Dados

A distribuição de estações sismológicas no território brasileiro é bastante reduzida e não uniforme. Desse modo, o estudo de ondas superficiais que atravessam qualquer região brasileira deve levar em consideração o uso de estações instaladas tanto no interior como ao redor da América do Sul, de forma a cobrir toda a região de estudo.

Registros digitais de vinte e três estações sismológicas pertencentes ao IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), localizadas tanto na parte continental quanto na parte oceânica da placa tectônica Sul-Americana, foram utilizados neste estudo. A localização geográfica das estações e dos epicentros dos eventos sísmicos utilizados estão disponíveis na Figura 1. Um total 1082 eventos sísmicos foram usados na obtenção das curvas de dispersão entre a fonte sísmica e a estação (Dziewonski et al., 1969). Estes eventos

sísmicos geraram 3134 curvas de dispersão, entre a fonte sísmica e o receptor, numa faixa de período que varia entre 10 e 102 segundos. Dentro desta faixa de períodos, foram escolhidos vinte e dois para a construção dos mapas de velocidade de grupo. O número de trajetórias fonte-estação para cada um dos períodos selecionados são mostrados na Figura 2.

Usando uma projeção cartográfica precisa, a qual produz um erro da ordem de 1 milímetro em qualquer distância epicentral (Bomford, 1971), e considerando uma célula de  $2^\circ \times 2^\circ$  na região de interesse foi possível construir mapas com a densidade de trajetórias para os 22 períodos selecionados. Mapas correspondentes a oito períodos são apresentados na Figura 3. Considerando o período com o menor número de trajetórias fonte-estação (Figura 3 - 102.40 s), observa-se que o menor número de raios numa célula é da ordem de 5 na região da célula 1839 (Figura 6). O maior número de trajetórias por célula ( $\approx 225$ ) encontra-se na parte inferior esquerda do grid (célula 2139 - Figura 6).

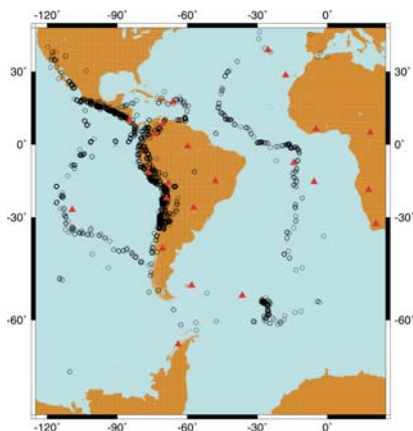


Figura 1. Mapa mostrando os epicentros (círculos) e estações (triângulos) usados neste trabalho.

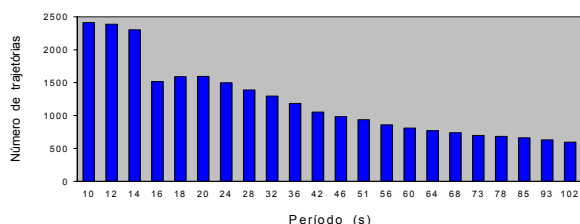


Figura 2. Número de trajetórias das ondas Rayleigh entre a fonte sísmica e o receptor para cada período escolhido neste estudo.

### Mapas de Velocidade de Grupo

A região definida na Figura 1 foi dividida em células de  $2^\circ \times 2^\circ$  e a equação (1) foi utilizada na solução do sistema de equações. A velocidade de grupo de cada célula que compõe o grid de interesse foi determinada para cada período analisado. As velocidades de grupo estimadas para cada célula foram então relacionadas à velocidade de grupo do modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model - Dziewonski & Anderson, 1981) e os desvios percentuais relativos ao modelo de referência foram então representados em mapas bidimensionais, através do GMT (Generic Mapping Tools - Wessel & Smith,

1991). Os mapas de velocidade de grupo para os oito períodos apresentados neste estudo são mostrados na Figura 4.

Os erros nas estimativas da velocidade de grupo nas células é da ordem de 3% e as variações laterais são sempre superiores a este valor. Isto mostra que as variações observadas são representativas da estrutura interna.

Devido a grande quantidade de estimativas de resolução, ou seja, 49 células  $\times$  22 períodos (1078), foi necessário classificar os resultados da resolução para análise dos mapas tomográficos. Assim, utilizou-se os seguintes critérios: resolução boa (amplitude maior que 0.5 e com rápido decaimento em torno do ponto central-Figura 5) e resolução ruim (amplitude menor que 0.5 e decaimento monótono em torno do ponto central-Figura 5). Na Figura 6 são mostradas as classificações para os oito períodos considerados neste estudo. Assim, células com um "X" significa que sua resolução é ruim, enquanto células sem um "X" significa que a célula tem boa resolução. De um total de 392 estimativas de resolução, 36 apresentaram resolução ruim. Isto significa que 91% do total foi classificado como boa resolução. Tal como esperado, quando a densidade de trajetórias diminui (Figura 3), o número de células com "X" aumenta (Figura 6).

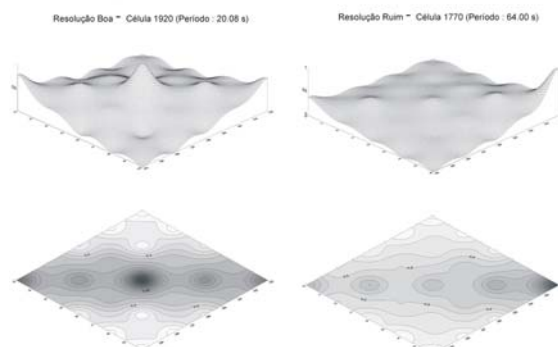


Figura 5 - Exemplos de resolução em duas células e períodos distintos. É importante observar tanto o valor da amplitude quanto o decaimento (spreading) em torno do ponto central.

O espalhamento das amplitudes, nas células que apresentam uma boa resolução, é restrito a uma única célula. Assim como na região sudeste do Brasil (Souza et al., 2003; Pacheco, 2003), as menores anomalias a serem consideradas neste estudo devem ter dimensões da ordem de 222 km, ou seja, uma célula. Esse valor é menor que a metade daqueles apresentados em recentes estudos tomográficos na América do Sul (Silveira et al., 1998; Vdovin et al., 1999; van der Lee et al., 2001; Silveira & Stutzmann, 2002).

Os limites superficiais das províncias estruturais brasileiras (Almeida et al., 1981) foram sobrepostos aos mapas tomográficos na busca de possíveis correlações. De um modo geral, os mapas representam muito claramente as diferentes províncias que formam a região.

### Conclusões

Os resultados do processo de inversão mostram que as

velocidades de grupo nas diferentes células que formam o grid de interesse são sensíveis às variações laterais no interior da Terra. As variações nas velocidades de grupo são sempre maiores que os erros nas estimativas das velocidades nas células (em torno de 3% em média) e, portanto, significativas.

A concordância dos limites superficiais das províncias estruturais com as respectivas variações laterais nos mapas de velocidade grupo, os quais representam diferentes partes do interior da litosfera na região, revelam que tais limites são mantidos em profundidade (Figura 4).

Os períodos abaixo de 20.08 s (Figura 4), altamente afetados pela crosta superior, mostra várias zonas de baixa velocidade de grupo (por exemplo cone do Rio Amazonas e a margem continental), as quais se correlacionam claramente com a presença de sedimentos. Os períodos acima de 32.00 s indicam a presença de uma anomalia de baixa velocidade de grupo, seguindo uma direção NE-SW, próximo ao centro da Bacia do Parnaíba (Figura 4). Uma anomalia gravimétrica de longo comprimento de onda (em torno de 2500 km) e amplitude de  $-15$  mGal, resultante de um processo de filtragem, foi observada por Ussami et al. (1993) na região da Bacia do Parnaíba (Figura 4). Eles associaram esta anomalia à outra observada no leste dos Estados Unidos da América (Simpson et al., 1986) e consideraram sua origem como profunda. O aparecimento dessa anomalia de baixa velocidade de grupo em 32.00 s (crosta intermediária) sugere que a mesma não esteja restrita apenas à parte profunda do interior da Terra na região, mas de alguma forma também relacionada à formação da Bacia do Parnaíba. Estaria esta anomalia associada à separação dos continentes Sul-Americano e Africano ?

#### Agradecimentos

Os autores agradecem ao IRIS pelos dados usados neste estudo, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) por ter financiado o equipamento usado no desenvolvimento desta pesquisa.

#### Referências Bibliográficas

**Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A.**, 1981, Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 1-29.

**Bomford, G.**, 1971, *Geodesy*. Oxford, University Press, 731pp.

**Castro, D.L., Medeiros, W.E., Moreira, J.A.M., Jardim De Sá, E. F.**, 1998, Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Rev. Bras. Geof.*, **16**(2/3), 115-130.

**Dziewonski, A., Bloch S., and Landisman., M.**, 1969, A technique for analysis of transient seismic signals. *Bull Seism. Soc. Am.* **59**: 427-444.

**Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L.**, 1981, Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and planetary Interiors.* **25**: 297-356.

**Feng, C. C. and Teng, T. L.**, 1983, Three-Dimensional Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent. *J. Geophys. Res.*, **88**: 2261-2272.

**Hwang, H. J. & Mitchell, B. J.**, 1987, Shear velocities, Q, and frequency dependence of Q in stable and tectonically

active regions from surface wave observations, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **90**, 575-613.

**Osagie, E. O.**, 1986, Anelasticity of the crust and upper mantle of South America from the inversion of observed surface wave attenuation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **86**, 1-17.

**Renbarger, K. S.**, 1984, A crustal structure study of South America, M. Sc. Dissertation, The University of Texas at El Paso, Texas, TX.

**Sá, N. C. de, Ussami, N., and Molina, E. C.**, 1993, Gravity Map of Brazil: 1. Representation of Free-Air and Bouguer Anomalies. *J. geophys. Res.* **98**: 2187-2197.

**Pacheco, R. P.**, 2003, Imageamento Tridimensional da Onda S na Litosfera do Sudeste Brasileiro e Adjacências. Tese de Doutorado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 495pp.

**Sherburne, R. W.**, 1975, Crust-mantle structure in continental South America and its relation to sea-floor spreading, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, Pennsylvania, PA, 144pp.

**Silveira, G., Stutzmann, E., Griot, D., Montagner, J. P. & Mendes, V. L.**, 1998, Anisotropic tomography of the atlantic ocean from Rayleigh surface waves. *Phys. Earth and Planet. Int.* **106**, 257-273.

**Silveira, G. & Stutzmann, E.**, 2002, Anisotropic tomography of the atlantic ocean. *Phys. Earth and Planet. Int.* **132**, 237-248.

**Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J and Saltus, R. W.**, 1986, A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. *J. geophys. Res.* **91**: 8348-8372.

**Souza, J. L. De.**, 1991, Crustal and upper mantle structures of the Brazilian coast. *Pure Appl. Geophys.* **136**: 245-264.

**Souza, J. L. De.**, 1995, Shear-wave velocity in the south-eastern Brazilian continental shelf, *Geophys. J. Int.*, **122**, 691-702.

**Souza, J. L. De.**, 1996a, Crustal structure of the southeastern Brazilian continental margin from surface wave dispersion. *Geofísica Internacional* **35**, 285-300.

**Souza, J. L. De.**, 1996b, Shear wave velocities beneath the eastern part of Brazil. *Geofísica Internacional* **35**: 301-314.

**Souza, J. L. De, Santos, N. P. and Pacheco, R. P.**, 2003, Regionalized Rayleigh waves group velocities in southeastern Brazil : EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 1681.

**Ussami, N., Sá, N. C. de. and Molina, E. C.**, 1993, Gravity Map of Brazil: 2. Regional and Residual Isostatic Anomalies and Their Correlation With Major Tectonic Provinces. *J. geophys. Res.* **98**: 2199-2208.

**Van der Lee, S., James, D. E. & Silver, P.**, 2001, Upper mantle S velocity structure of central and western South America. *J. Geophys. Res.* **106**, 30821-30834.

**Vdovin, O., Rial, J. A., Levshin, A. L. and Ritzwoller, M. H.**, 1999, Group-velocity tomography of the South America and the surrounding oceans. *Geophys. J. Int.* **136**: 324-340.

**Wessel, P. & Smith, W. H. F.**, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Un.* **72**, 441.

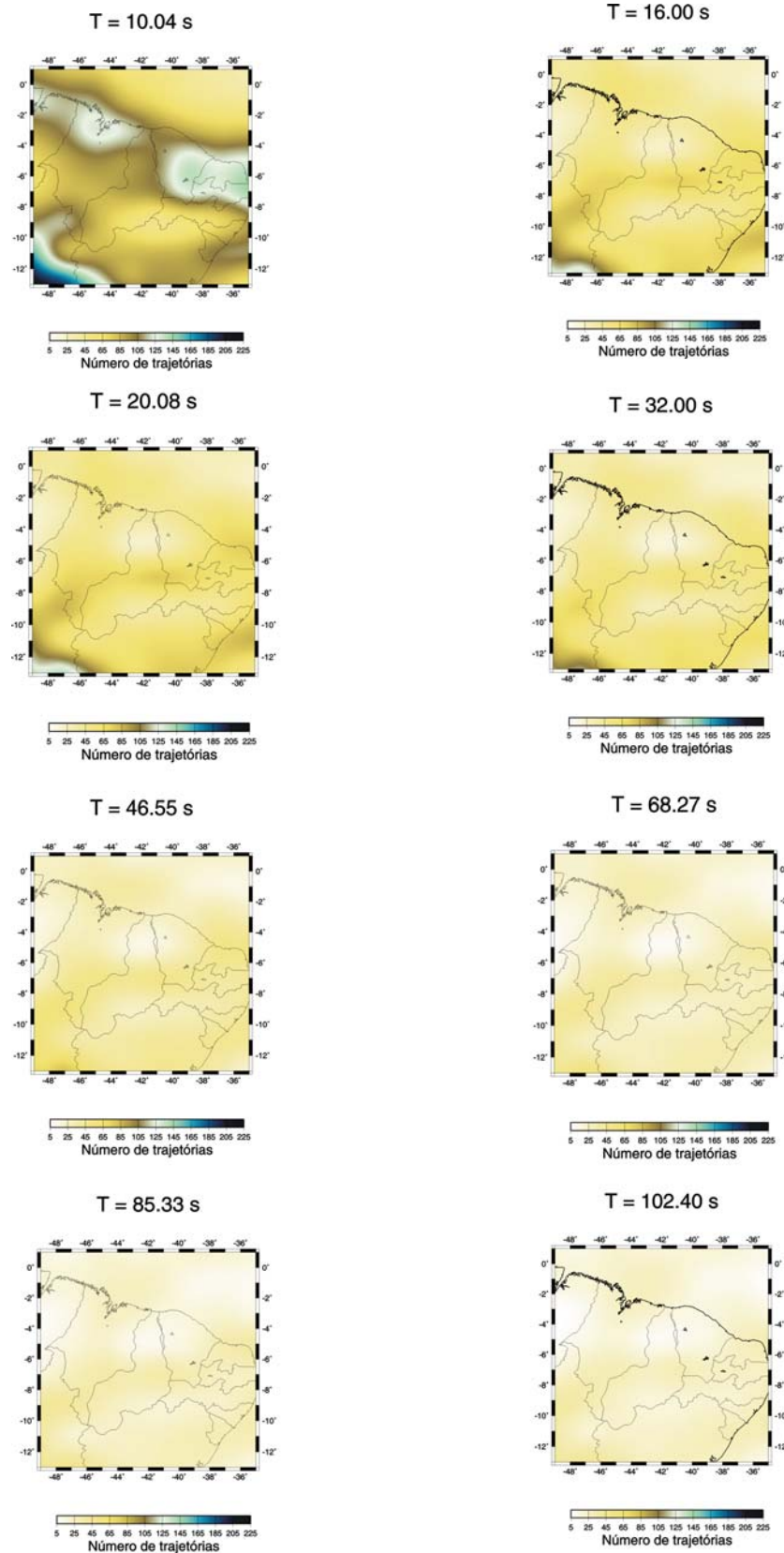


Figura 3 – Mapas mostrando a distribuição de trajetórias fonte-estação, para os diferentes períodos (T), na região de estudo.



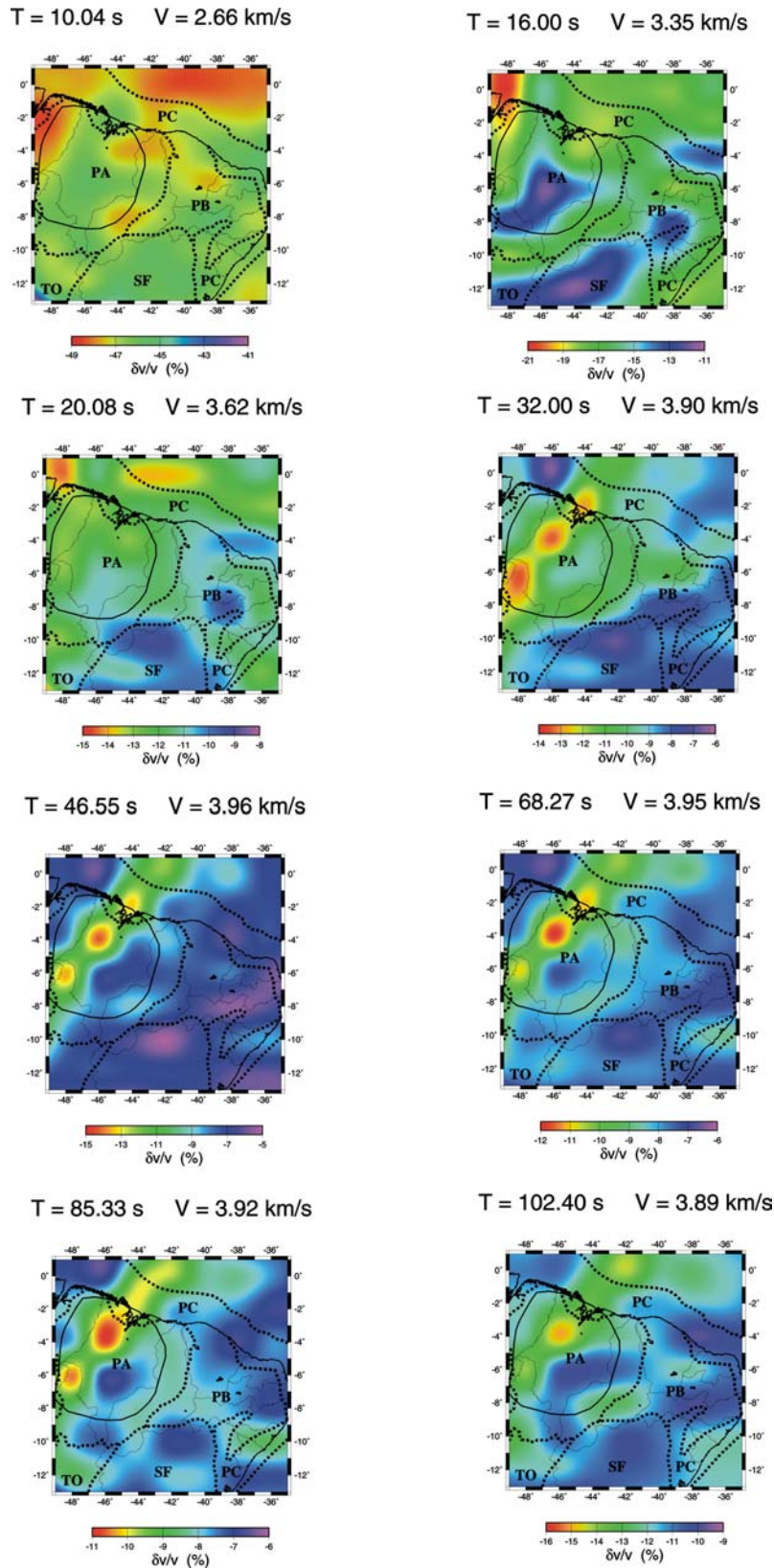
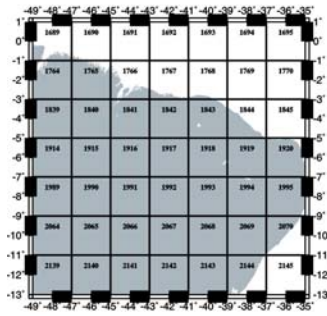


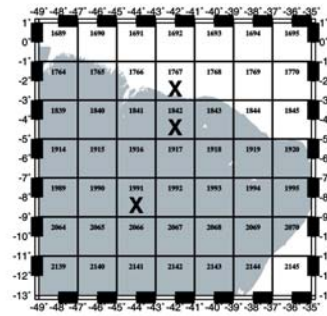
Figura 4 – Mapas representando a variação percentual da velocidade de grupo estimada em relação à velocidade do modelo de referência (PREM).  $T$  é o período e  $V$  é a velocidade de grupo do PREM. As linhas pontilhadas são os limites das províncias estruturais (PC – Província Costeira, PA – Província Parnaíba, PB – Província

Borborema, TO – Província Tocantins e SF – Província São Francisco) e a linha contínua é a anomalia gravimétrica de -15 mGal observada por Ussami et al. (1993).

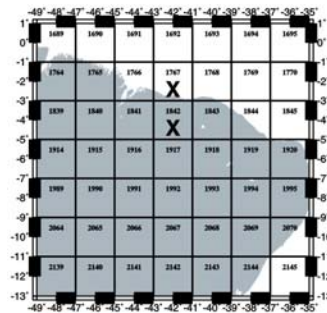
T = 10.04 s



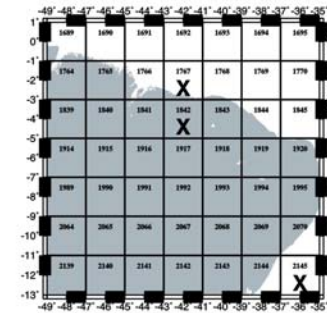
T = 16.00 s



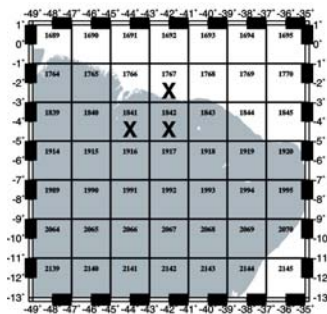
T = 20.08 s



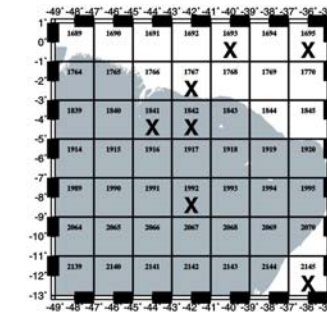
T = 32.00 s



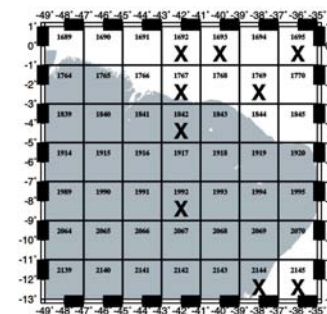
T = 46.55 s



T = 68.27 s



T = 85.33 s



T = 102.40 s

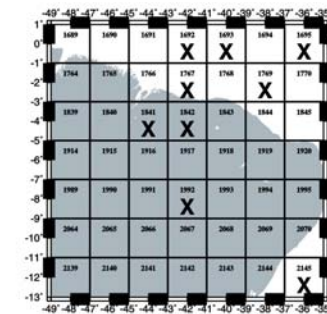


Figura 6 – Mapa mostrando as células com resolução ruim (X) e células com resolução boa (sem X), para os diferentes períodos (T). Note que a maioria das células são resolvidas de acordo com padrão apresentado na Figura 5. Os números nas células são usados para identificação das mesmas.